

**RÄUMLICHE UND ZEITLICHE KORRELATION DER
« MORAINES INTERMEDIAIRES » MIT BESONDERER
BERÜCKSICHTIGUNG DER MORÄNEN
DER ALPAGE DE TORTIN (NENDAZ, VS)**

par Meinrad Küttel ¹

Résumé ²

L'histoire des réavancées des glaciers au Tardiglaciaire pose de nombreuses questions de datation. Aux classiques Bühl, Gschnitz et Daun de PENCK et BRÜCKNER (1909), ont été adjoints de nouveaux stades, dont celui d'Egesen.

Les tentatives de corrélation de ces stades dans les différentes parties des Alpes font intervenir différentes méthodes: estimation de la limite des neiges pérennes, datations radiochimiques, palynologie.

L'Alpage de Tortin (2040 m Nendaz, VS) constitue un point d'accrochage. Les vallums morainiques des Grand et Petit Toit sont les témoins d'une avancée glaciaire importante. La moraine frontale faisant défaut, la première difficulté est d'en retrouver la trace. Selon des arguments d'ordre morphologique et de mécanique des glaciers, c'est l'interprétation de WINISTORFER (1977), fixant le front du glacier à Croye Sina, qui est la plus vraisemblable.

L'analyse pollinique effectuée à l'Alpage de Tortin montre, à la base, une végétation herbacée, typique d'une fin de période froide, suivie d'un réchauffement avec installation de la forêt. La phase froide appartient à la fin du Dryas récent.

Cet âge minimum pour l'avancée de l'Alpage de Tortin, date donc aussi les *moraines intermédiaires* de BURRI (1974) et de WINISTÖRFER (1977). Ce stade serait équivalent de l'Egesen; le Daun se situerait quelque part entre l'Alpe de Tortin et Beuson, qui est corrélé avec le Gschnitz.

¹ Institut für Botanik, Universität Hoehenheim, D-7000 Stuttgart (Hohenheim).

² Adaptation en français par **Denis Aubert**.

Einleitung

Zweck der folgenden Darlegungen ist es nachzuweisen, dass die Korrelative der «moraines intermédiaires» nicht die Daun-Moränen sind, sondern diejenigen des Egesenstadiums und sie nicht im Praeboreal sondern in der Jüngeren Dryas abgelagert wurden.

Das Alter der spätglazialen Gletscherstände ist sozusagen seit der Zeit, wo sie erkannt wurden, umstritten. Die Stadien Bühl, Gschnitz und Daun wurden von PENCK und BRÜCKNER (1909) in ihrem klassischen Werk «Die Alpen im Eiszeitalter» für den gesamten Alpenraum dargestellt. In der Folge wurden diese Rückzugsstadien im Alpeninnern verschiedentlich umgedeutet und ergänzt. Hinzu kamen beispielsweise Schlern, das später wieder verworfen wurde, dann Steinach und schliesslich Egesen. MAYR und HEUBERGER (1968) haben aus diesem Grunde die verschiedenen Typlokalitäten neu untersucht. Im ostalpinen Bereich wird seitdem die folgende Gliederung angewandt (aus PATZELT, BORTENSCHLAGER, 1978, S. 187 f.):

— Bühlstadium: Benannt nach Endmoränen und Eisrandlagen des Innegletschers im Raum von Wörgl-Kufstein, 2 Substadien. Kennzeichen: Jeweils Vorstoss des Innegletschers, noch intaktes Eisstromnetz, wenig erhaltene Moränen.

— Steinachstadium: Benannt nach einer 3-gliedrigen Moränenserie des Gschnitztalgletschers bei Steinach am Brenner. Kennzeichen: Erste Vorstossperiode der selbständig gewordenen Lokalgletscher nach dem Zerfall des Eisstromnetzes, z.T. auf noch in den Tälern liegende Toteisreste. Moränen stark periglazial überformt. Schneegrenze 600-700 m tiefer als heute.

— Gschnitzstadium: Benannt nach den End- und Ufermoränen bei Trins im Gschnitztal. Kennzeichen: Mehrgliedrige Vorstossperiode der Lokalgletscher in toteisfreie Täler, etwas kleiner als das Steinachstadium, durchwegs steilgeböschte, formfrische Moränen; Schneegrenze 600 m tiefer als heute.

— Daunstadium: Benannt nach einer mehrgliedrigen Ufermoränenserie des Stubaitalgletschers bei Ranalt im Stubaital. Kennzeichen: Meist schon selbständige Gletscher kleinerer Seitentäler und Kare; hochgelegene Moränen periglazial überformt; Schneegrenze 300-400 m tiefer als heute.

— Egesenstadium: Benannt nach Ufermoränen am Egesengrat im innersten Stubaital. Kennzeichen: Vielgliedrige Moränenserie mit meist blockreichen, formfrischen Wällen, bei kleinen Gletschern manchmal diskordante Überlagerung von Daunmoränen; letzte Vorstossperiode vor dem endgültigen Abschmelzen der Gletscher auf neuzeitliche Grössenordnung; Schneegrenze 300 m tiefer als heute.

Für den zentral- und westalpinen Bereich darf angenommen werden, dass sich die Gletscher zeitlich innerhalb der Fehlergrenzen, die durch die heutige Datierungsmethoden vorgegeben sind, ähnlich verhalten haben. Das heisst anders ausgedrückt, dass sich eigentliche Korrelative der ostalpinen Stadien in den Westalpen finden müssten.

Die Korrelation kann über den Vergleich mit der Schneegrenzdepression geführt werden. Bereits PENCK und BRÜCKNER haben ja ihre Stadien mittels der für einen bestimmten Stand benötigten Schneegrenzdepression konzipiert. In dieser Methode, allein angewandt, liegen aber gewisse Fehler. Eine weitere Möglichkeit ist der morphologische Vergleich und die dritte, die wichtigste, ist die eigentliche Daterung, denn Zeitgleiches soll gleich benannt werden.

Hier liegen jedoch besondere Schwierigkeiten. Lang wurde angenommen, dass das Gschnitzstadium den Salpausselkä, den mittelschwedischen, den Ra-Moränen und der Tromsø-Lyngen-Zone entspräche und somit in die Jüngere Dryas falle. Demzufolge wären dann Daun und Egesen postglazialen, also holozänen Alters. Dem kam entgegen, dass ZOLLER (1960) einen scheinbar präborealen Klimarückschlag, die Piottino-Phase, fand, die sich sogar stärker ausgewirkt hätte als die Jüngere Dryas. Dass neuerdings auch das Alter der südlichsten der Endmoränen in Mittelschweden, die Levene-Moräne umstritten ist, nach MÖRNER (1969) Beginn Jüngere Dryas, nach BERGLUND (1976) vor Allerød, genauer Ältere Dryas, spielt in dem Fall keine Rolle, wird aber für Korrelationen der alpinen Stadien mit den Rückzugshalten des nordischen Innlandeises wieder von Bedeutung sein.

Für die Ostalpen wurden in neuer Zeit mustergültig die Schneegrenzdepressionen der spätglazialen Stadien neu erarbeitet (GROSS et al., 1976) und nachgewiesen (PATZELT, BORENSCHLAGER, 1978), dass die letzte spätglaziale Vorstossperiode, die Zeit des Egesenstadiums, vor Ende der Jüngeren Dryas beendet war. Das bedeutet vor 10 000 BP, genauer sogar vor 10 200 BP, und dass es sehr wahrscheinlich in die Jüngere Dryas fällt.

Das Daunstadium ist, was seine zeitliche Einordnung betrifft, auch weiterhin unklar. Vermutet wird etwa Ältere Dryas mit eventuellen Substadien im frühen Allerød. Das würde erklären, wieso seine Moränen in höhern Lagen periglazial überformt sind (Solifluktion in der Jüngeren Dryas). Das Gschnitzstadium käme dann vor Bølling zu liegen. In den Berner Alpen wurde nachgewiesen (KÜTTEL, 1974), dass ein vergleichbarer Stand ein prä-Allerød-zeitliches Minimalalter hat.

Wie GROSS et al. (1976) zeigen, kann sich eine Schneegrenzberechnung unter Umständen gut eignen, für die Unterscheidung spätglazialer Stadien Entscheidungshilfen zu liefern. Allerdings muss dabei zwischen feucht-maritimen Bereichen der Nordabdachung und den trocken-kontinentalen des Alpeninnerns unterschieden werden.

Wie bereits erwähnt unterscheiden sich Egesenmoränen von hochgelegenen des Daunstadiums durch ihre Formfrische.

Problemstellung

Ausgehend von wohldefinierten, eindeutigen Seitenmoränen wie sie beispielsweise links und rechts auf der Alpage Tortin anzutreffen sind, die überdies ganz charakteristisch Grand Toit und Petit Toit heissen, können drei Problemkreise aufgeworfen werden:

1. Lage der Stirn­moränen

Falls die Seitenmoränen in eine Stirn­moräne übergehen, ist der Fall natürlich eindeutig. Anders ist es, wenn dazwischen eine Verbindung fehlt oder sie erodiert worden sind. Da müssen sie aus den physikalisch bedingten geometrischen Verhaltensweisen des Eises rekonstruiert werden.

2. Alter der Stirn­moränen oder Alter des Vorstosses (auch Vorstoss-Periode)

Die Ansätze dazu sind verschiedener Natur. Eine relative und unter Umständen indirekte Altersbestimmung geht über die Schneegrenzdepression. Das heisst, dass für eine bestimmte Endlage, unter Berücksichtigung des Gefälles kontinental-maritim, über gleiche Schneegrenzdepression auf gleiches Alter geschlossen wird. Vergleichbare direkte Datierungen korrelierbarer Endlagen liegen aus den Ostalpen vor (PATZELT, BORTENSCHLAGER, 1978).

Ein direkter Weg ist anwendbar, falls innerhalb einer Endmoräne radiokarbondatierbare Sedimente vorliegen, die relevante Alter ergeben. Radiokarbondatierbare Sedimente liegen häufig vor, aber sie sind oft nicht relevant, weil sie viel jünger als reale Alter der Stirn­moränen sind. Stets wird dabei nur ein Mindestalter herauskommen, welches erst noch abhängig ist vom Beginn der organischen Sedimentation, der wiederum fast weniger von klimatischen sondern mehr von geomorphologischen Parametern bestimmt wird.

Auf isolierten Rundhöckern mit Mulden werden höhere Alter für den Beginn der organischen Sedimentation gefunden werden, als in grössern Becken, in die von den Seitenhängen anorganischer Detritus eingeschwemmt wird. Ein Beispiel dazu ist der Gampisch auf der Simplon-S-Seite (KÜTTEL, 1979).

Als indirekte Datierungsmethode kann hier die Pollenanalyse angewandt werden. Die Voraussetzung ist allerdings die, dass pollenfloristische Sequenzen gefunden werden, die eindeutige Wechsel zeigen, so dass Korrelationen zweifelsfrei werden. Dazu ist der Übergangsbereich Spätglaziales Interstadial (Bölling-Alleröd)-Spätglaziales Stadial (Jüngere Dryas)-frühes Holozän (Praeboreal-Boreal) gut geeignet, da die Vegetationswechsel in diesem Zeitbereich eindeutig und markant sind. Im Vergleich mit datierten Diagrammen kann ein solches Profil zeitlich eindeutig eingeordnet werden.

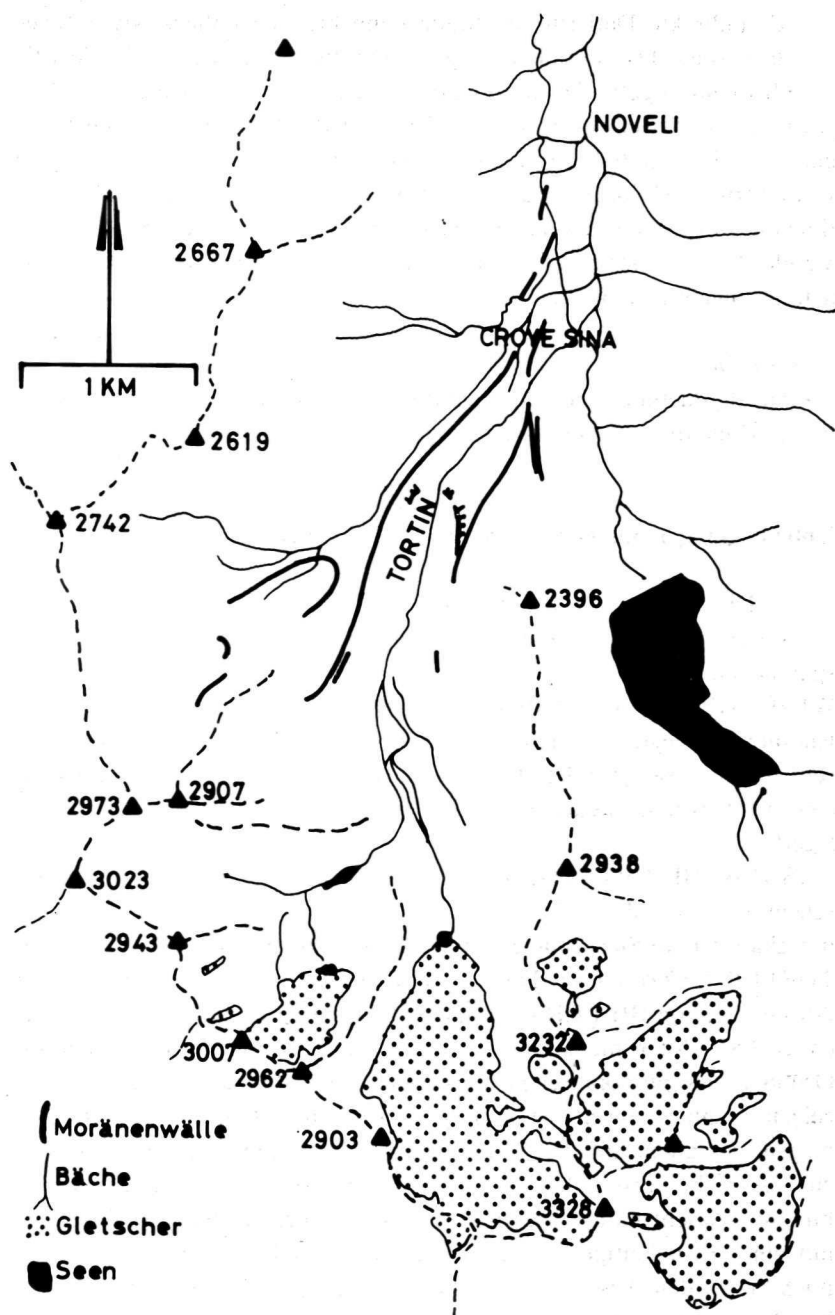
3. Korrelation

Auf die methodischen Ansätze für echte Korrelationen wurde bereits in der Einleitung hingewiesen.

Untersuchungen auf Tortin, 2040 m ü. M., Wallis (Fig. 1)

Die Moränen auf der Alp Tortin (Grand und Petit Toit) sind eindruckliche und eindeutige Zeugen eines Gletschervorstosses von spätglazialer Grössenordnung (SALATHE, 1961, KÜTTEL, 1976, 1979, WINISTÖRFER, 1977, BIELER, 1978). Die Frage, wo die zugehörige Endmoräne liegt, ist nicht ganz eindeutig zu beantworten, denn zur selben Zeit floss ein Gletscher von Cleuson her, der sich mit dem Glacier de Tortin entweder vereinigte oder ihn im Zungenbereich überlagerte.

SALATHE (1961) glaubt die Endmoräne im Breich von Noveli ansetzen müssen. Meine Meinung ist, dass der Glacier de Tortin kurz unterhalb Croye Sina endete. Ähnliches geht aus der Karte von WINISTÖRFER (1977) hervor. Doch diese Differenz ist gering gegenüber der Auffassung von BIELER (1978), der ihn bei Beuson auf ca 900 m Höhe enden lässt. Nach meiner Auffassung ist das unmöglich, unmöglich aus Gründen des physikalischen Verhaltens des Eises. Die Seitenmoränen zeigen nämlich soweit sie verfolgbar sind, unterhalb Tortin ein Einbiegen, vor allem auf der orographisch linken Seite, gegen die Talmitte zu, das nicht verständlich wäre, wenn der Gletscher bis nach Beuson hinuntergereicht hätte. Zudem ist es auszuschliessen, dass ein Gletscher mit einer Eismächtigkeit von ein paar wenigen Dekametern auf Tortin noch bis an den Ausgang des Val de Nendaz gereicht hat. Ein Gletscher bis Beuson ergibt überschlagsmässig eine benötigte Schneegrenzdepression von etwa 800 m und bei dieser Depression hätte sich im Kar von



La Pire ein Gletscher bilden müssen, der sich mit dem Glacier de Tortin vereinigt hätte. Die linke Seitenmoräne auf Tortin hingegen spricht eindeutig nicht für eine solche Vereinigung.

Hinzu kommt, dass die benötigte Schneegrenzdepression in der Grössenordnung des ostalpinen Gschnitzstadiums liegt. Dann wäre es aber unerklärlich, wieso die Moränen der jüngeren ostalpinen Äquivalente fehlen. Ich bin also der Ansicht, dass die Stirn- und Seitenmoränen bei Beuson eher einem Gschnitzstadium äquivalent sind. Untersuchungen im Gurbstal haben gezeigt, dass dort die Endmoränen, die sinnvoll mit dem Gschnitzstadium, auch mit Schneegrenzüberlegungen (GROSS et al., 1976, S. 248), sinnvoll parallelisiert werden können, sicher wesentlich älter als Alleröd sind (KÜTTEL, 1974). Dann wären aber die frischen Formen der Seitenmoränen auf Tortin unerklärlich, denn so hätten sie die Solifluktsphase der Jüngeren Dryas völlig unbeschadet überstanden.

Auf Grund aller dieser Argumente ist es unwahrscheinlich, dass der Gletscher, der die Seitenmoränen auf Tortin bildete, bei Beuson stirnte, sondern er dürfte in der Gegend von Croye Sina auf ca 1800 m ü M. geendet haben.

Das Alter dieses Standes wurde durch die pollenanalytischen Untersuchungen auf Tortin erhellt. Die Alp Tortin selber liegt innerhalb einer jüngeren Randlage (? Kromer, Substadium). Die lithologischen Untersuchungen innerhalb der Beckenfüllung ergab eine Abfolge von Ton-Silt übergehend in Gytja und im Hangenden Torf, also eine normale Verlandungsfolge. Im Torf sind verschiedentlich Ton-Silt-Bändchen zwischengelagert, die wohl von Überschwemmungen des Baches herrühren und deshalb kaum von grösserer Bedeutung sind. Pollenanalytisch wurde der basale Teil untersucht bis zum Beginn der organischen Sedimentation. Das Hangende wurde nicht analysiert und zwar nicht weil die Pollenführung zu gering war, wie BIELER (1978) schreibt, sondern weil diese Analysen für das Alter der talwärts liegenden Moränen ohne Bedeutung sind und zudem anzunehmen ist, dass die Alp Tortin ab dem Zeitraum, wo sich der Lärchen-Arvenwald als Klimaxgesellschaft einstellte, stets unterhalb der Waldgrenze lag.

Der basale Teil der Beckenfüllung zeigte eine Pollenflora, die als ausgehende Kaltphase gedeutet werden muss (krautreiche Vegetation) mit anschliessendem Übergang in eine Warmphase (mit Wiederbewaldung). Diese Kaltphase entspricht der ausgehenden Jüngeren Dryas, die ca 10 000 BP zu Ende war, da ein frühholozäner Klimarückschlag im Ausmass der Jüngeren Dryas bis jetzt nicht nachgewiesen wurde, trotz zahl-

reicher und intensiver Untersuchungen. Die Piottino-Schwankung (ZOLLER, 1960) erwies sich nämlich als Jüngere Dryas (KÜTTEL, 1977). Der Beginn der organischen Sedimentation ist wesentlich jünger. Auf Grund der pollenstatistischen Untersuchungen und des Vergleichs mit datierten Profilen (MARKGRAF, 1969, WELTEN, 1958) kann er auf ca 6000 BP festgelegt werden. Ausführlich sind diese Ergebnisse in KÜTTEL (1969) dargelegt.

Die Folgerungen aus diesen verschiedenen Befunden sind:

1. Die Alpe Tortin wurde vor Ende der Jüngeren Dryas eisfrei. Gleichzeitig ist das ein Tempus ante quem für den Vorstoss, der zur Bildung von Grand und Petit Toit geführt hat. Wieviel vorher geht aber aus den Befunden nicht zwingend hervor. Doch ist aus verschiedenen Gründen wahrscheinlich, dass er in der Jüngeren Dryas stattgefunden hat.

2. Der Glacier de Tortin stirnte bei diesem Vorstoss sicher nicht in der Gegend von Beuson sondern etwas unterhalb Croye Sina.

Les moraines intermédiaires

BURRI (1974), ihm folgend WINISTÖRFER (1977) und MONACHON (1978), hat im untern Wallis eine Serie von Gletscherständen herausgearbeitet. Sie unterschieden *moraines élevées*, *moraines intermédiaires* und *moraines basses*.

Dabei bedeuten *moraines élevées* Moränen rezenter Grössenordnung, also holozäne. Die zweite Gruppe vermittelt zwischen den *moraines élevées* und den tiefer, ungefähr an den Talausgängen gelegenen *moraines basses*; deshalb auch ihr Name: *moraines intermédiaires*.

Folgt man dieser Systematisierung, gehört das Croye Sina-Stadium des Tortingletschers zweifelsohne zu den *moraines intermédiaires*, wie auch WINISTÖRFER (1977) feststellt, und nicht zu den *moraines basses*, was aus der Stirnrekonstruktion von BIELER (1978) gefolgert werden müsste.

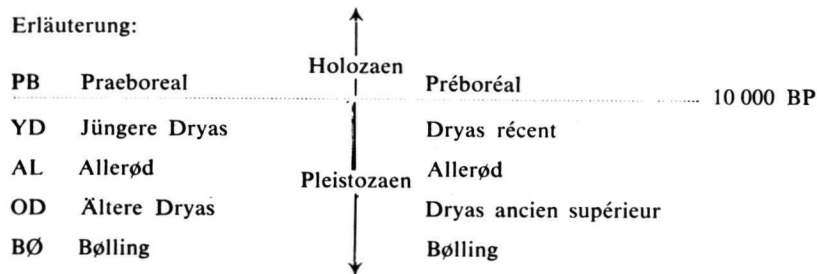
Es stellt sich nun die Frage, wie diese Gletscherstände im Wallis mit denen der anderen alpine Vereisungsgebiete zu korrelieren und sie zeitlich einzuordnen sind (Tab. 1).

BURRI (1974) hatte keine Möglichkeit, seine Stadien eigenständig zu datieren und greift deshalb auf ZOLLER, SCHINDLER, RÖTHLISBERGER (1966) und SCHINDLER (1972), die Gletscherstände im oberen Reuss- und Rheintal beschrieben, sowie auf MAYR (1969), der

Tab. 1. Korrelationen.

Ostalpen (PATZELT, BORTENSCHLAGER, 1978, GROSS et al., 1976)		Wallis (BURRI, 1974)	(WINISTÖRFER, 1977)	(KÜTTEL) Glacier de Tortin
				PB PB
Kromer	YD	} moraines intermédiaires		?
Egesen	AL			Croye Sina
Daun	? OD	} ?		? AL
	BØ			? Pra Comoun
Gschnitz		moraines basses	moraines basses à l'intérieur des vallées	Beuson

Erläuterung:



im Mont Blanc-Gebiet gearbeitet hat, zurück. Hypothetisch parallelisiert er, auch aus Gründen der Serie, die *moraines intermédiaires* mit dem Daun-Stadium der oberen Reusstäler und andererseits mit dem Egesenstadium von MAYR im Mont Blanc-Gebiet. Die zeitliche Einordnung basiert im Wesentlichen auf dem Vergleich mit dem Reussgletschergebiet, wo das Daun-Stadium ins frühe Praeboreal eingeordnet wurde, einerseits auf Grund der Piottino-Schwankung (ZOLLER, 1960), andererseits durch die Bohrung im Val Frisal (ZOLLER, SCHINDLER, RÖTHLISBERGER, 1966).

Die Parallelisierung mit den Moränenwällen mag stimmen, nur ist dabei zu prüfen, ob es sich bei den im Reuss-Rheingebiet beobachteten Moränen um Daun-Moränen, vergleichbar denen der Ostalpen, oder um solche des Egesenvorstosses handelt, was zumindest im Val Frisal zutreffen dürfte. Denn Daun kann nicht Egesen sein.

Das zweite, was dabei zu überdenken ist, ist die Frage nach dem Alter. Das praeboreale Alter der Moränen im Val Frisal ist ein Mindestalter, sagt demnach genau genommen nur aus, dass das Ereignis davor stattgefunden hat. Zudem handelt es sich, wie bereits angeführt, bei der Piottino-Schwankung zum grössten Teil, wenn nicht gar ganz, um die Jüngere Dryas (KÜTTEL, 1977). Da demnach die zeitliche Einordnung der Moränen im oberen Reuss-Rhein-Gebiet äusserst problematisch ist, muss sie es natürlich auch für die Moränen sein, die mit ihnen korreliert wurden.

Das Alter der *moraines intermédiaires*

Aus den pollenanalytischen Befunden von Tortin geht hervor, dass für die Moränen, die mit den *moraines intermédiaires* parallelisiert werden müssen, Ende Jüngere Dryas als Mindestalter gilt. Dabei spricht manches dafür, dass sie in der Jüngeren Dryas abgelagert wurden, nicht zuletzt, weil die Tortinmoränen nicht solifluidal überformt sind. Somit sind die *moraines intermédiaires* nicht praeborealen Alters, sondern stammen sehr wahrscheinlich vom Vorstoss während der Jüngeren Dryas.

Das Problem der Korrelation mit den Ostalpen scheint mir demnach auch gelöst zu sein. Es handelt sich um Korrelate des Egesenvorstosses und nicht um Daunmoränen (sensu MAYR, HEUBERGER, 1966, und PATZELT, BORTENSCHLAGER, 1978).

Ein Problem dabei ist das der Daunmoränen im Val de Nendaz, denn, wie bereits angeführt, bin ich der Ansicht, dass die *moraines bas-*

ses wahrscheinlich Korrelate des Gschnitzstadiums sind und demnach älter als Beginn Alleröd. Es gibt unterhalb Tortin bei Les Garettes und Pra Comoun Wallreste, die zu einem höhern Gletscherstand gehören als der des Vorstosses während der Jüngeren Dryas, aber niedriger als derjenige, dessen Stirnmoränen ungefähr beim Talausgang bei Beuson zu finden sind. Der Frage muss aber detailliert im Gelände nachgegangen werden.

Als Arbeitshypothese kann angenommen werden, dass die *moraines intermédiaires* zwei verschiedene Vorstossperioden umfassen und es müsste im Feld der Frage nachgegangen werden, ob sie sich eventuell morphologisch unterscheiden. Auf ähnliche Art hat ja MÜLLER (in KÜTTEL, MÜLLER, 1977) auf der Simplon-S. Seite zwei verschiedene Moränenserien auseinanderhalten können, deren eine er als Daun- und die andere als Egesenaequivalent betrachtet.

Ich möchte jedoch betonen, dass die Begründung für diese Arbeitshypothese nicht darin liegt, dass ein für die Ostalpen geltendes Schema in den Westalpen unbedingt wiedergefunden werden muss, sondern die Wallreste bei Pra Comoun deuten darauf hin, dass etwas vorhanden ist, das älter ist als das Croye Sina-Stadium des Glacier de Tortin, aber jünger als der Vorstoss bis zum Talausgang.

Zusammenfassung

Der Tortin-Gletscher, der auf der Alp Tortin die Seitenmoränen Grand und Petit Toit aufbaute, stürzte sicher nicht beim Talausgang des Val Nendaz ins Rhonetal, sondern in der Gegend unterhalb Croye Sina.

Dieser Vorstoss, korreliert mit den «*moraines intermédiaires*», fand vor Ende der Jüngeren Dryas, also vor 10 000 ¹⁴C-Jahren statt. Wahrscheinliches Alter ist die Jüngere Dryas.

Er ist mit Egesen zu parallelisieren.

Literatur

- BERGLUND, B.E. 1976. *The deglaciation of southern Sweden. Presentation of a research project and a tentative radiocarbon chronology.* University of Lund. Department of Quaternary Geology. Report 10, 67 S. (in cooperation with L. Bjelm, S. Björck, G. Digerfeldt, S. Hakansson, A. Hildén, G. Knutsson, E. Lagerlund and B. Ringberg).
- BIELER, P.-L. 1978. *Le Paléoclimat de la région de Nendaz. Nouvelles interprétations au sujet du réchauffement post-würmien.* Bull. Murithienne 95, 9-20.

- BURRI, M. 1974. *Histoire et préhistoire glaciaires des vallées des Drances (Valais)*. *Eclogae geol. Helv.* 67.1, 135-154.
- GROSS, G., H. KERSCHNER und G. PATZELT. 1976. *Methodische Untersuchungen über die Schneegrenze in alpinen Gletschergebieten*. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 12.2, 223-251.
- KÜTTEL, M. 1974. *Zum alpinen Spät- und frühen Postglazial: Das Profil Obergurbs (1910 m) im Diemtigtal, Berner Oberland, Schweiz*. *Z. f. Gletscherkunde und Glazialgeologie*, 10, 207-216.
- 1976. *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetations-, Gletscher- und Klimageschichte des alpinen Spät- und Frühpostglazials im obern Tessin, im Berner Oberland und im Wallis*. Diss Bern unveröff.
- 1977. *Pollenanalytische und geochronologische Untersuchungen zur Piottino-Schwankung (Jüngere Dryas)*. *Boreas*, 6, 259-274.
- 1979. *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte und zum Gletscherrückzug in den westlichen Schweizer Alpen*. *Ber. Schweiz. Bot. Ges.*, 89, 9-62.
- KÜTTEL, M. und H.-N. MÜLLER. 1977. *Gletscher-, vegetations- und klimageschichtliche Untersuchungen im Simplongebiet*. in: P. Fitze, J. Suter (zusammenstellung): *Führer zur ALPQUA 77*, S. 42-49, Zürich.
- MARKGRAF, V. 1969. *Moorkundliche und vegetationsgeschichtliche Untersuchungen an einem Moorsee an der Waldgrenze im Wallis*. *Bot. Jb. Syst.*, 89, 1-63.
- MAYR, F. 1969. *Die postglazialen Gletscherschwankungen des Mont Blanc-Gebietes*. *Z. f. Geomorphologie, Suppl. Bd. 8*.
- MAYR, F. und H. HEUBERGER. 1968. *Type areas of late glacial and postglacial deposits in Tyrol, Eastern Alps*. *Proc. VII. INQUA-Congr. 14*, Univ. Colorado Studies, Ser. in Earth Sci. No 7, 143-165.
- MÖRNER, N.-A. 1969. *The late quaternary history of the Kattegatt Sea and the Swedish West Coast. Deglaciation, shorelevel displacement, chronology, isostasy and eustasy*. *Sver. Geol. Unders. C.* 640, 487 S.
- MONACHON, C. 1978. *Essai de réconstitution de la paléogéographie des stades glaciaires dans la vallée des Fares, Isérables (VS)*. *Bull. Murithienne*, 95, 35-43.
- PATZELT, G. und S. BORTENSCHLAGER. 1978. *Zur Chronologie des Spät- und Postglazials im Ötztal und Inntal (Ostalpen, Tirol)*. in: B. Frenzel ed. *Führer zur Exkursionstagung des IGCP-Projektes 73/1/24 «Quaternary Glaciations in the Northern Hemisphere»*, S. 185-197, Bonn-Bad Godesberg.
- PENCK, A. und E. BRÜCKNER. 1909. *Die Alpen im Eiszeitalter*. 3 Bd. Leipzig.
- SALATHE, R.H. 1961. *Die stadiale Gliederung des Gletscherrückganges in den Schweizer Alpen und ihre morphologische Bedeutung*. *Verh. Natf. Ges. Basel*, 72, 137-231.
- SCHINDLER, C. 1972. *Zur Geologie der Gotthard-Nordrampe der Nationalstrasse N 2*. *Eclogae geol. Helv.*, 65, 391-423.
- WELTEN, M. 1958. *Die spätglaziale und postglaziale Vegetationsentwicklung der Berner-Alpen und -Voralpen und des Walliser Haupttales*. *Veröff. Geobot. Inst. Rübel Zürich*, 34, 150-158.

- WINISTÖRFER, J. 1977. *Paléogéographique des stades glaciaires des vallées de la rive gauche du Rhône entre Viège et Aproz (VS)*. Bull. Murithienne, 94, 3-65.
- ZOLLER, H. 1960. *Pollenanalytische Untersuchungen zur Vegetationsgeschichte der insubrischen Schweiz*. Denkschriften Schweiz, Natf. Ges., 83, 45-156.
- ZOLLER, H., C. SCHINDLER und H. RÖTHLISBERGER. 1966. *Postglaziale der insubrischen Schweiz*. Denkschriften Schweiz. Natf. Ges., 83, 45-156. *rheingebiet*. Verh. Natf. Ges. Basel, 77.2, 97-164.

